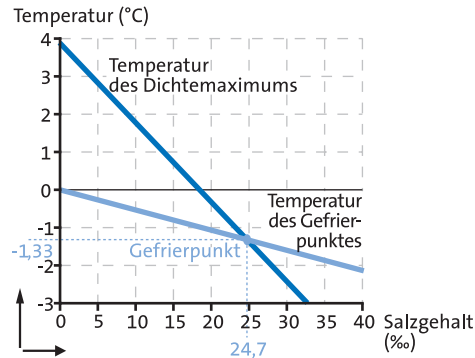


**Woher stammt das Salz im Meer?**

„Vielleicht ist es bei der Bildung der Ozeane entstanden, vielleicht aber auch erst im Laufe der Erdgeschichte von vulkanischen, atmosphärischen oder festen Bestandteilen der Erdrinde allmählich zugeführt worden.“

Eine Einschwemmung von Salzen durch die Flüsse der Kontinente kann nicht allein die Ursache für den heutigen Salzgehalt der Meere sein, denn die Flüsse enthalten andere Salze als der Ozean. Im Meer überwiegen die Chloride, im Flusswasser die Carbonate. Gegenwärtig ist man der Meinung, dass ein erheblicher Teil der Bestandteile (Ionen) des Meersalzes, die nicht aus dem Flusswasser stammen können, durch untermeerische Quellen im Bereich der mittelozeanischen Rücken zugeführt werden.“

Walter Schumann: *Das Buch der Erde, Bd. 1. München: Lexikographisches Institut 1987, S. 144f.*

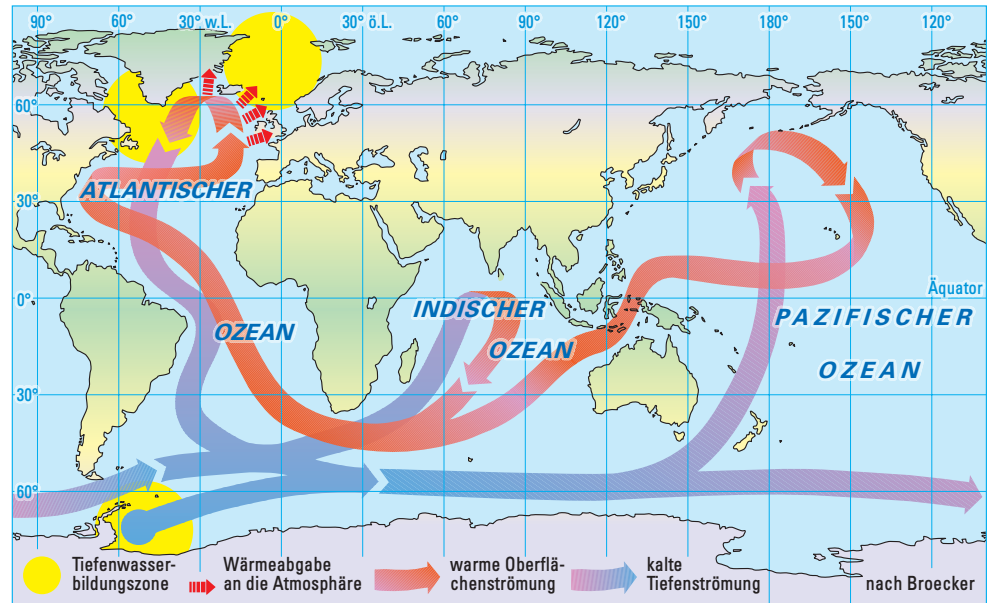
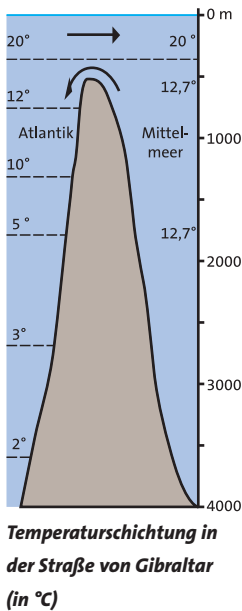


Abhängigkeit von Gefrierpunkt und Dichtemaximum des Meerwassers vom Salzgehalt

Nach Hans-Günter Gierloff-Emden: *Geographie des Meeres, Teil 2. Berlin, New York: De Gruyter 1980, S. 775*

Salzgehalt %	größte Dichte bei °C	Gefrierpunkt °C
0	+4,0	0,0
10	+1,8	-0,5
20	-0,3	-1,1
30	-2,5	-1,6
40	-4,5	-2,2

**Matrix der Salzwassereigenschaften**



**Das große marine Förderband**

**Meerwasser ist in Bewegung**

Das Wasser der Ozeane wird durch unterschiedliche Kräfte wie Wind, Gezeiten und Dichtegefälle in Bewegung versetzt. Manche dieser Bewegungen, wie die direkt durch den Wind angeregten Oberflächenwellen des Seegangs, erfassen nur die oberen Bereiche der Wassersäule, andere, wie die so genannten internen Wellen, entfalten ihre Wirkung in erster Linie im Innern der Ozeane. Während bei geringer Wellenbewegung in der Regel kein Wassertransport stattfindet, weil die Wasserteilchen lediglich Kreisbewegungen (so genannte Orbitalbahnen) ausführen, ist bei der Meeresströmung genauso wie bei den Gezeiten ein echter Wassertransport zu beobachten.

Für die oberflächigen Meeresströmungen sind hauptsächlich Winde verantwortlich. So verursachen die während des gesamten Jahres in gleicher Richtung wehenden → **Passate** gleichmäßige Strömungen an den Westseiten der Kontinente, während es aufgrund der Monsunwinde zu den jahreszeitlich wechselnden Strömungen im nördlichen Bereich des Indischen Ozeans kommt.

→ **Corioliskraft**, Reibung und Meeresbodenrelief beeinflussen Richtung und Geschwindigkeit der Meeresströmungen. Zu deren Messung werden beispielsweise so genannte Driftkörper eingesetzt. Sie treiben wie eine Flaschenpost mit der Strömung und können mithilfe der Satellitennavigation auf ihrem Weg ständig geortet werden.

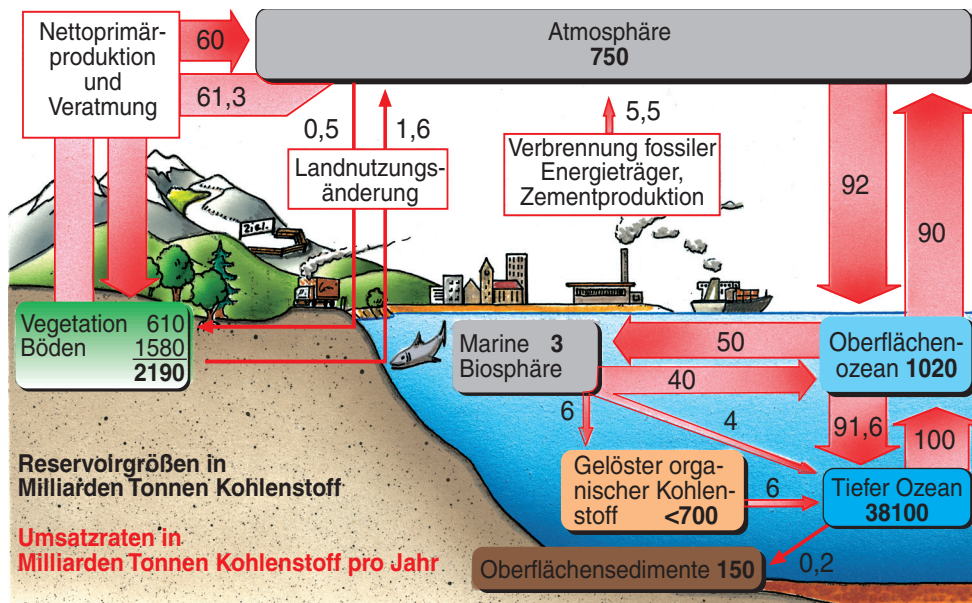
Im Innern der Ozeane überwiegen Strömungen, die infolge ungleicher Temperatur- und Salzgehaltsverteilung entstehen. Horizontale Dichteunterschiede sind beispielsweise für die Strömungen in der Straße von Gibraltar verantwortlich.

Der Motor eines weltweiten ozeanischen Strömungssystems befindet sich im Nordatlantik. Warmes Oberflächenwasser fließt vom Äquator gen Norden. Dabei kühlt es ab, seine Dichte erhöht sich, sodass in den höheren Breiten ein Absinken gewaltiger Wassermassen von 17 Mio. m<sup>3</sup>/s in große Tiefen stattfindet. Von dort fließt es unter dem Golfstrom zurück in den Indischen und Pazifischen Ozean, wo es rund 1000 Jahre später wieder an die Oberfläche gelangt, um sich während des anschließenden Transports nach Westen zu erwärmen und erneut gen Nordatlantik abzufließen. Die Konvektion wirkt somit wie eine Pumpe.

**Tsunami:**

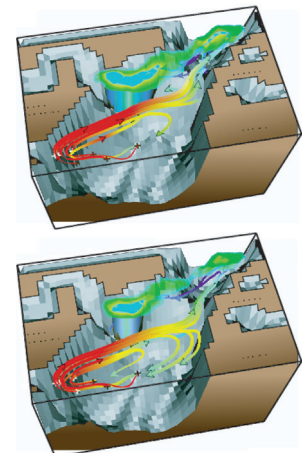
Eine seismische Meereswoge, die überwiegend durch Erdbeben auf dem Meeresgrund ausgelöst wird. Sie breitet sich mit hoher Geschwindigkeit (bis zu 800 km/h) über Entfernungen von bis zu 20 000 km aus und kann in Ufernähe einer Tiefseesteilküste auf eine Höhe von etwa 50 Metern ansteigen.

Nach: <http://de.wikipedia.org/wiki/Tsunami>, März 2006



### Tiefenkonvektion und Golfstrom

oben: Golfstromzirkulation heute mit Absinkzonen (hellblau)  
 unten: ihre mögliche Schwächung durch den anthropogenen Treibhauseffekt



Nach W. J. Schmitz: On the Interbasin-scale Thermohaline Circulation. In: Review of Geophysics, 33, 2 1995, S. 166, ergänzt, und MPI/DKRZ (Max-Planck-Institut für Meteorologie/Deutsches Klimarechenzentrum); aus U. Cubasch/D. Kasang: Anthropogener Klimawandel. Gotha: Perthes 2000, S. 76

### 8 Der globale Kohlenstoffkreislauf

Verstärkt wird die ozeanische Zirkulation durch Salzgehaltsunterschiede. Im Pazifik ist die Verdunstungsrate niedriger als die Wasserzufuhr, im Atlantik wird das Gegenteil beobachtet, sodass dort der Salzgehalt zunimmt. Die damit verbundene Dichteerhöhung gibt der Konvektion in den polaren Breiten zusätzliche Kraft. Das dabei in die Tiefe gelangte Salz drängt zum Pazifik mit seinem Salzgehaltsdefizit und gibt der Tiefenströmung einen zusätzlichen Schub.

Die Fähigkeit der Ozeane, Wärme zu speichern, über weite Strecken zu transportieren und in einen Wärmeaustausch mit der → **Atmosphäre** zu treten, hat erheblichen Einfluss auf das Klima. Sie führt u. a. dazu, dass die Winter in Europas höheren Breiten milder sind als jene gleicher Breiten in Amerika. Sollte es infolge des → **Treibhauseffektes** zu der vielfach prognostizierten Erwärmung der Erde kommen, wird dies nicht ohne Auswirkungen auf die ozeanische Zirkulation bleiben. Die „Pumpe“ im Nordatlantik könnte zum Stillstand kommen oder nach Süden verlagert werden, sodass der Golfstrom seine temperaturdämpfende Wirkung in Nordeuropa nicht mehr entfalten könnte.

Die beschriebene vertikale Wasserbewegung ist außerdem für die anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emissionen bedeutsam.

Im Herbst und Winter kühlt sich das Oberflächenwasser ab und nimmt vermehrt CO<sub>2</sub> auf. Wenn bei der Abkühlung eine kritische Grenze erreicht wird, sinkt das kohlendioxidreiche Oberflächenwasser ab, wodurch das CO<sub>2</sub> längerfristig dem globalen Kreislauf entzogen wird. Ergänzt wird diese „Physikalische Kohlenstoffpumpe“ durch eine „Biologische Pumpe“, die durch das Phytoplankton in besonderem Maße „angetrieben“ wird, da dank der Photosynthese der Planktonalgen gelöstes Kohlendioxid zu organischer Biomasse umgewandelt wird. Weiteres Kohlendioxid ist in den Kalkschalen von pflanzlichen und tierischen Planktonen festgelegt. Planktonorganismen, die in tiefere Schichten absinken, entziehen der Atmosphäre somit gleichfalls auf lange Zeit CO<sub>2</sub>. Modellszenarien zeigen, dass ein „Abschalten“ dieser Pumpe eine Verdoppelung des atmosphärischen Kohlendioxids zur Folge hätte.

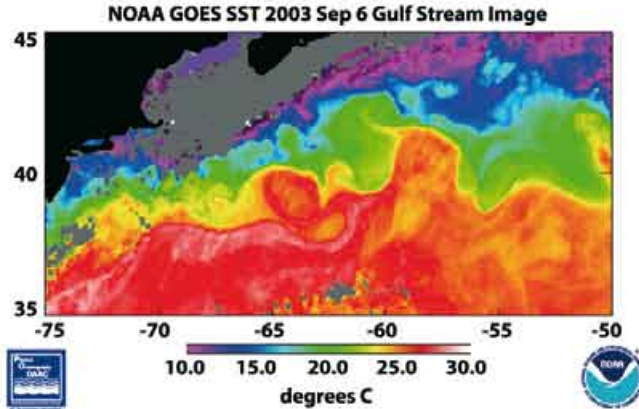
7 Erläutern Sie das Zustandekommen von horizontalen und vertikalen Strömungen im Meer.

8 Zeigen Sie Zusammenhänge auf, die die Wechselwirkungen zwischen Meer und Klima verdeutlichen.

### Phytoplankton:

Mikroskopisch kleine, freischwebend im Wasser lebende einzellige Algen, die durch Photosynthese pflanzliche Materie aufbauen. Das Phytoplankton gilt somit als Primärproduzent im Stoffkreislauf des Meeres und wird deshalb auch dessen Urproduktion genannt. (s. Foto Randspalte S. 118)

## Fernwärme für Nord- und Westeuropa



**M 3.25** Oberflächentemperatur im westlichen Nordatlantik am 06.09.2003

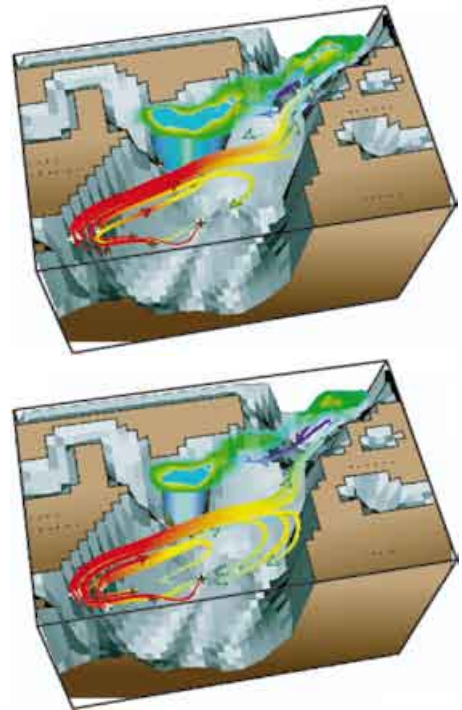
© NOAA GOES SST 2003 Sep 6 Gulf Stream Image

Palmen in Irland, Kornfelder in Südkandinavien und der Hafen von Murmansk eisfrei! Wie sind solch für die Breitenlage erstaunliche Erscheinungen möglich? Nach der eingestrahnten Sonnenenergie müsste das westliche und nördliche Europa eigentlich ähnliche Klimaverhältnisse aufweisen, wie sie auf der gegenüberliegenden Seite des Atlantiks in den Eis- und Tundragebieten Labradors oder Südgrönlands anzutreffen sind.

Welche Faktoren das außergewöhnlich milde und ausgeglichene Klima im Norden Europas verursachen, bringen Satellitenaufnahmen im Infrarotbereich an den Tag (M 3.25). Meeresströmungen sind in der Lage das Klima des küstennahen Festlands nachhaltig zu beeinflussen, denn Wasser kann Wärme und Kälte über große Entfernungen und Zeiträume hinweg speichern. Die Oberflächenströmungen des Golfstromsystems lenken das tropisch warme Wasser aus dem Golf von Mexiko in Richtung Europa und führen hier zu einem Temperaturgewinn von bis zu 10°C (Lofoten). Ohne die herangeführte Wärme wären in Nordeuropa die Winter länger und kälter.

### Welche Kraft treibt den Golfstrom an?

Die stetig wehenden Passatwinde treiben große Mengen warmen Wassers aus dem offenen Atlantik nach Westen. Diese tropischen Wassermassen werden an der Küste Südamerikas in den nördlichen Atlantik gelenkt. Mit einer mächtigen Strö-

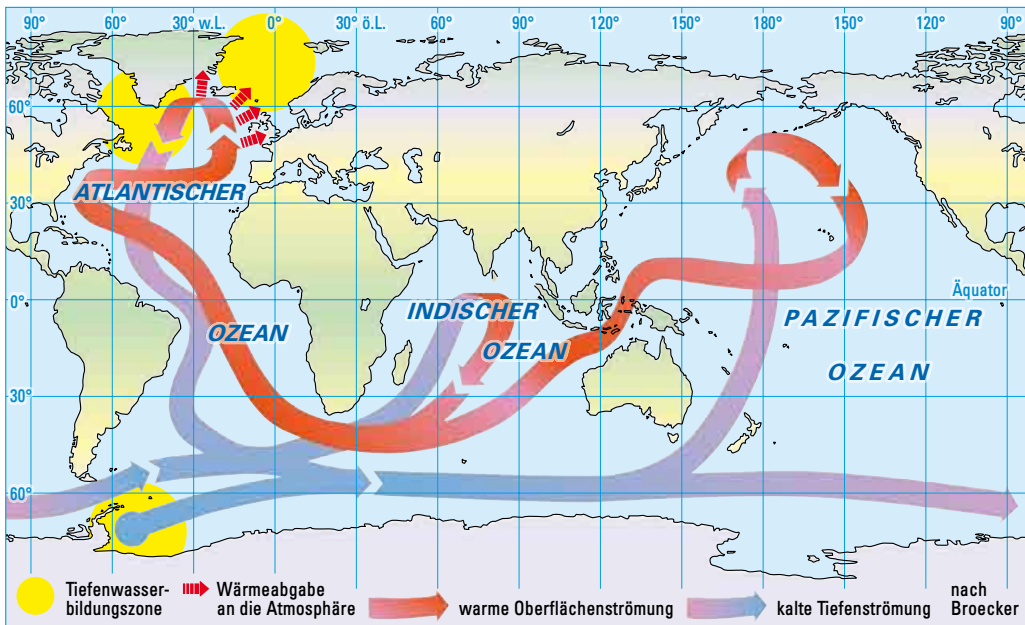


**M 3.26** oben: Golfstromzirkulation heute mit Absinkzonen (hellblau)  
unten: ihre mögliche Schwächung durch den anthropogenen Treibhauseffekt

Nach W. J. Schmitz: *On the Interbasin-scale Thermohaline Circulation*. In: *Review of Geophysics*, 33, 2 1995, S. 166, ergänzt, und MPI/DKRZ (Max-Planck-Institut für Meteorologie/Deutsches Klimarechenzentrum); aus U. Cubasch/D. Kasang: *Anthropogener Klimawandel*. Gotha: Perthes 2000, S. 76

mung wird das warme Wasser zwischen der Halbinsel Yucatán und Kuba in den Golf von Mexiko gepresst, weiter erhitzt und über die Floridastraße in den Atlantik gedrückt. Nördlich der Inselgruppe der Bahamas vereinigen sich Floridastrom und Antillenstrom zum Golfstrom. Bei Kap Hatteras ist der Golfstrom auf die dreifache Wassermenge angeschwollen und reicht nun bis in eine Tiefe von 1500 m. Beim Zusammentreffen mit dem kalten Labradorstrom löst sich der Golfstrom von der Küste, wird als gebündelter Strahlstrom in den offenen Atlantik gelenkt und mit der Westwinddrift nach Europa getrieben.

In Mäandern fließen die Warmwasser in Richtung Europa und beginnen sich zu verzweigen. Einer der Äste, der Nordatlantische Strom, reicht bis vor die norwegische Küste und lässt sich schließlich bis



**M 3.27** Globale thermohaline Zirkulation (marines Förderband)

nach Spitzbergen verfolgen. Die vom Golfstromsystem nach Europa transportierte Wärme wird auf die unvorstellbare Größe von 300 Mio. kWh (1 080 000 GJ) pro Sekunde geschätzt. Mindestens ebenso wichtig wie die Luftmassenbewegungen sind für den Antrieb der Strömung die Dichteunterschiede im Meerwasser. Salzhaltiges kaltes Wasser hat ein höheres spezifisches Gewicht und sinkt im nördlichen Atlantik zwischen Island und der Südspitze Grönlands in tiefe Ozeanschichten ab. Damit muss wärmeres, oft weniger salzhaltiges Wasser nachströmen. Da bei dieser Tiefenströmung sowohl die Temperatur als auch der Salzgehalt eine Rolle spielen, spricht man von der so genannten thermohalinen Zirkulation.

**3.26** Die Karte M 3.27 zeigt, dass die Strömung im Atlantik Teil eines weltumspannenden Zirkulationssystems ist. Erläutern Sie die Besonderheit der Wärmeströmung im Atlantischen Ozean sowie die Bedeutung der Tiefenwasserbildung.

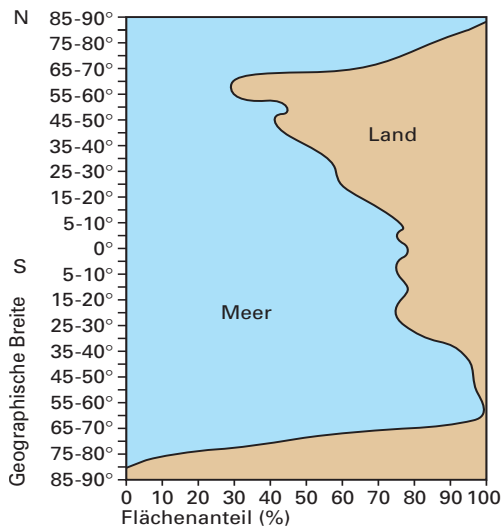
**3.27** Kann der Golfstrom zum Stillstand kommen und eine neue Eiszeit hervorrufen? Verschaffen Sie sich einen Überblick über den aktuellen Stand der Diskussion zu dieser Fragestellung im Internet.

**3.28** Diskutieren Sie Maßnahmen, welche die globale Erwärmung bremsen könnten.

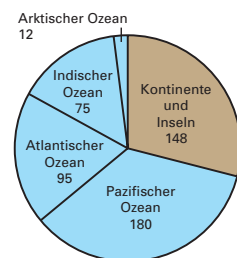
**M 3.28** Kann die globale Erwärmung die ozeanische Wärmepumpe schwächen?

„[Die Universität Bern verfügt] über Klimamodelle, mit denen die künftige Klimaerwärmung berechnet werden kann ... In einem moderaten CO<sub>2</sub>-Emissionsszenario wird eine Erwärmung von 2,5°C bis ... 2100 prognostiziert ... Die globale Erwärmung beeinflusst auch die thermohaline Zirkulation des Atlantiks. Durch die Erwärmung der Oberfläche des Ozeans erfolgt eine Reduktion der Dichte des Wassers. Dazu kommt, dass in einem wärmeren Klima der Wasserkreislauf tendenziell verstärkt wird und somit mehr Niederschlag in Bereichen des Nordatlantiks fällt. Dies verringert ebenfalls die Dichte und verstärkt den temperaturbedingten Effekt. Somit wird es zunehmend schwieriger, Tiefenwasser in den hohen geographischen Breiten zu bilden. Simulationen zeigen, dass im Jahr 2100 mit einer Reduktion der Zirkulation von 15 bis 85 % gerechnet werden muss... Es ist zu beachten, dass die Unsicherheit sehr groß ist... [Allerdings kann die globale Erwärmung] längerfristig sogar zu einem vollständigen Abstellen der thermohalinen Zirkulation führen, ...“

Thomas Stocker: Das Meer und das Klima. In: Bull. Soc. Frib. Sc. Nat. 92, 2003, S. 35–45, auf <http://www.climate.unibe.ch/~stocker/papers/stocker03fng.pdf>



**M 3.4** Land-See-Verteilung auf der Erde nach 5°-Breitenzonen



**M 3.5** Anteil von Ozeanen und Festländern an der Erdoberfläche (Mio. km<sup>2</sup>)

## Die Weltmeere

Die schier endlose Weite des Ozeans – kaum jemand wird sich ihrer beim Blick vom Strand bewusst. Die Gesamtfläche der Ozeane ist 36-mal so groß wie Europa. Sie bedecken 70,8 % der Erdoberfläche (vgl. M 3.4 und 3.5). Nahezu 75 % der Erdoberfläche werden vom Wasser eingenommen, wenn man die Fläche des Gletschereises und der Binnenseen hinzurechnet.

97,3 % des Meerwasservolumens finden sich in den drei großen Ozeanen Pazifik, Atlantik und Indik. Wenn man sich die Erde als glatte Kugel vorstellte, würde das Wasser der Meere, insgesamt 1,35 Mio. km<sup>3</sup>, die gesamte Erde mit einer 2,4 km mächtigen Schicht bedecken. Und so, wie die Erde ein Wasserplanet ist, wird das Klima des Planeten wesentlich von Prozessen bestimmt, die in den Ozeanen im Zusammenspiel mit Lithosphäre und Atmosphäre ablaufen. Die bedeutendste Wechselwirkung zwischen den Subsystemen der Erde ist für das Klima die zwischen Atmosphäre und Ozean.

### M 3.6 Auswirkungen des Salzgehaltes auf die Eigenschaften des Meerwassers

nach J. Marcinek/E. Rosenkranz: *Das Wasser der Erde*, 2. Aufl., S. 22. Gotha: Perthes 1996



## Physikalische Grundlagen – Eigenschaften des Meerwassers

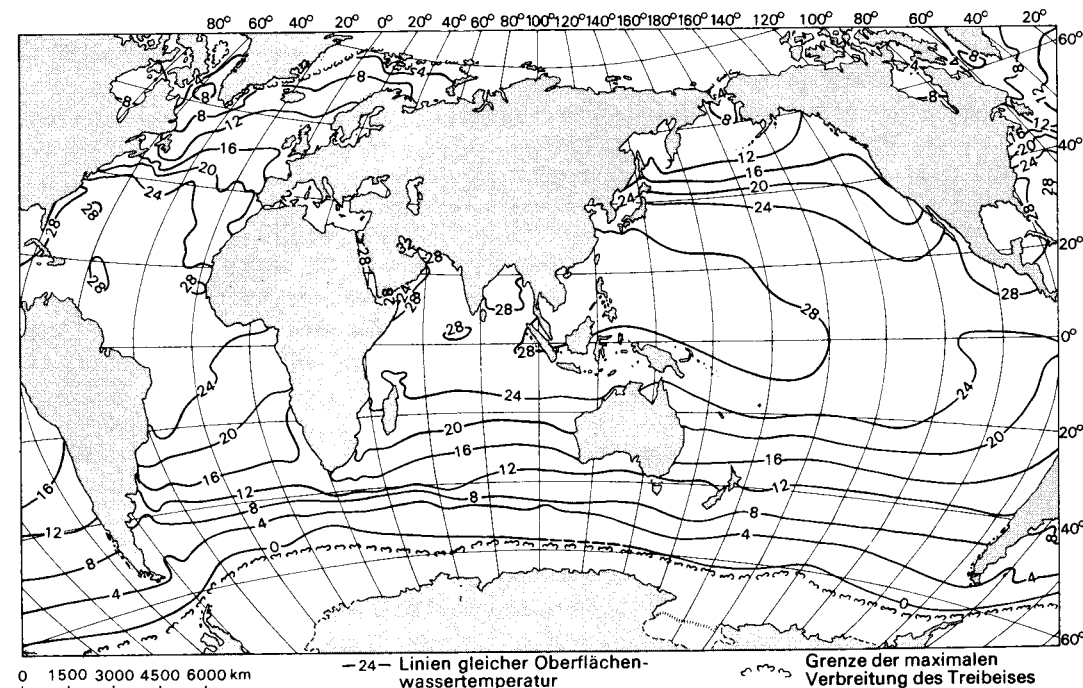
**Meerwassertemperatur und -dichte.** Je geringer die Wassertemperatur, desto höher ist die Dichte des Wassers. Das Dichtemaximum liegt bei 4°C. Je nach Salzgehalt erhöht sich die Meerwasserdichte und der Gefrierpunkt wird gesenkt. Bei einem Salzgehalt von 3,5 % liegt er bei -1,9 °C (M 3.6). Die Meerwassertemperaturen reichen vom Gefrierpunkt bis ca. 35°C an der Oberfläche der tropischen Ozeanbereiche.

**Tiefenprofil.** Nach ihrem Temperaturverhalten unterteilt man die Meere in die Oberflächenschicht (bis 300 m Tiefe), die thermische Sprungschicht (300–1000 m Tiefe), die Tiefwasserschicht (1 000–3 000 m) und die bodennahe Grundsicht (unter 3 000 m Tiefe). Bis zur Sprungschicht sinkt die Temperatur des Ozeanwassers rasch ab und pendelt sich schließlich in ca. 550 m bei etwa 5°C ein. Unterhalb dieser mittleren Tiefenlage der thermischen Sprungschicht bleibt der Salzgehalt gleich. Damit sind rund 75 % des gesamten Meerwassers kälter als 5°C.

**Wärmespeicherkapazität des Meerwassers.** Luft und Wasser haben verschiedene thermische Eigenschaften. Wasser nimmt Energie nur sehr langsam auf und gibt sie auch entsprechend langsam wieder ab. Seine *Wärmespeicherkapazität* ist rund tausendmal höher als die der Luft. Es kann daher in Abhängigkeit von den Jahreszeiten auf die Atmosphäre sowie auf die Landgebiete kühlend oder wärmend wirken. Die thermischen Unterschiede zwischen Tag und Nacht und zwischen den Jahreszeiten werden durch das Meer ausgeglichen. Durch seine wärmespeichernde Eigenschaft transportiert Meerwasser Energie über große Entfernungen, der ozeanische Energieausgleich zwischen äquatorialen und polaren Regionen entspricht etwa dem der atmosphärischen Zirkulation (vgl. M 2.7). Die Oberflächentemperatur der Meere (M 3.7) variiert in geringerem Umfang als die des Festlandes, nämlich maximal zwischen -2°C und +35°C. Die Jahreschwankungen der Meerwassertemperatur betragen unter normalen Bedingungen höchstens 10°K. Daher mildert das Meer insgesamt das Klima und lässt auch keine rasche Klimaänderung zu.

### M 3.7 Oberflächenwassertemperaturen (°C) der Ozeane im Nordsummer

J. Marcinek/E. Rosenkranz: *Das Wasser der Erde*, 2. Aufl. Gotha: Perthes 1996, S. 86



## Meeresströmungen

Der Transportmechanismus der Meere wird durch Winde ausgelöst, die die Oberflächenströmung in Schwung bringen. Die großen Strömungsbewegungen der Wassermassen werden durch die Erdrotation sowie durch die Anziehungskraft zwischen Erde, Mond und Sonne (Tiden) verursacht. Regelmäßig wehende Winde (vgl. M 2.14) lassen die oberflächennahen *Meeresströmungen* entstehen. Der durch die Erdrotation bedingte *Coriolis-effekt* (vgl. M 2.10) nimmt mit wachsender Entfernung vom Äquator zu und lenkt auf der nördlichen Erdhalbkugel die Winde und damit die Strömungen nach rechts, auf der südlichen entsprechend nach links ab. So transportiert etwa der Golfstrom (M 3.8–M 3.10) warmes Oberflächenwasser vom Golf von Mexiko bis hinein in den Nordatlantik und sorgt für ein überdurchschnittlich mildes Klima in Westeuropa und eisfreie Häfen bis über den Polarkreis hinaus, während auf gleicher geographischer Breite in Nordkanada sehr viel kälteres Klima herrscht. Doch auch kalte Meeresströmungen beeinflussen das Weltklima. So transportiert der Humboldtstrom kaltes

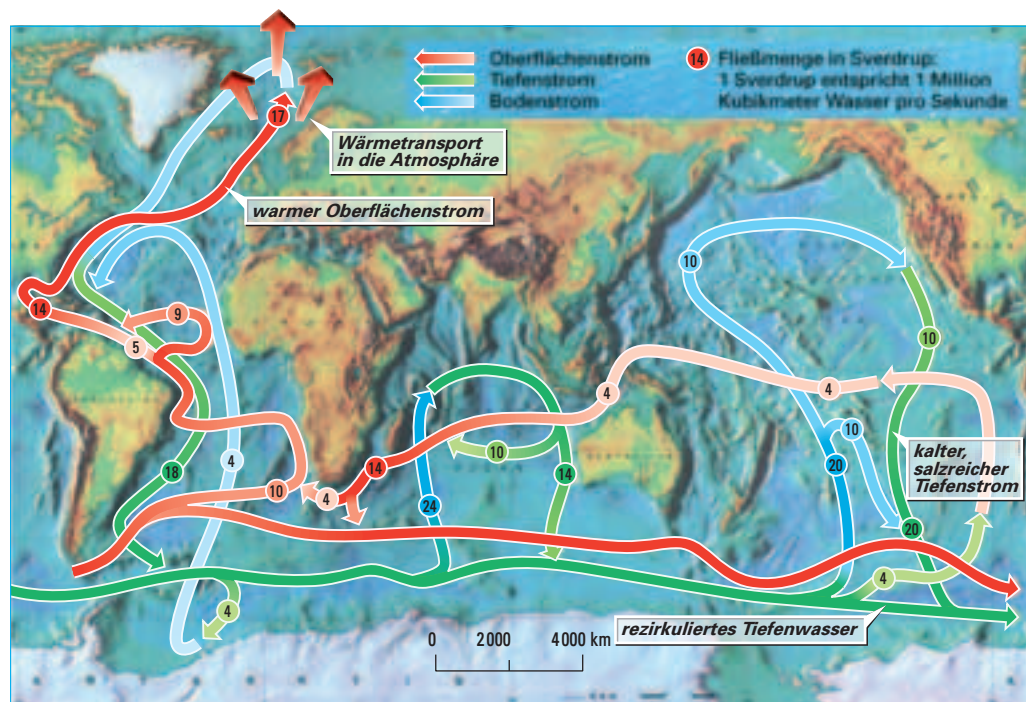
Wasser aus dem Südpazifik entlang der südamerikanischen Westküste bis zum Äquator und kühlt die Küstenregionen Nordchiles und Perus ab (vgl. S. 78–81).

### Die Thermohaline Zirkulation des Atlantiks

Nicht allein die Temperaturunterschiede, auch die dadurch hervorgerufenen Dichteunterschiede sind Auslöser von Konvektion und Tiefenströmungen im Weltmeer. Eine solche *thermohaline*, d.h. durch Temperatur- und Salzgehaltsunterschiede bedingte *Zirkulation* finden wir im Bereich des Nordatlantik. Das aus den Tropen stammende salzreiche Oberflächenwasser wird vom Golfstrom und später dem Nordatlantikstrom bis Murmansk transportiert und trifft rund um Island auf winterliche Kaltluft aus dem arktischen Raum und auf das kalte Wasser des Labradorstromes. Verdunstung und Abkühlung sowie die Bildung von Meereis, bei der das Meersalz ausfriert, verdichten im Nordwestatlantik das Oberflächenwasser, das in einer Größenordnung von 17 Mio. m<sup>3</sup>/s in die Tiefe sinkt und als kalte Tiefenströmung unter dem Golfstrom zurückfließt. Diese vertikale Kon-

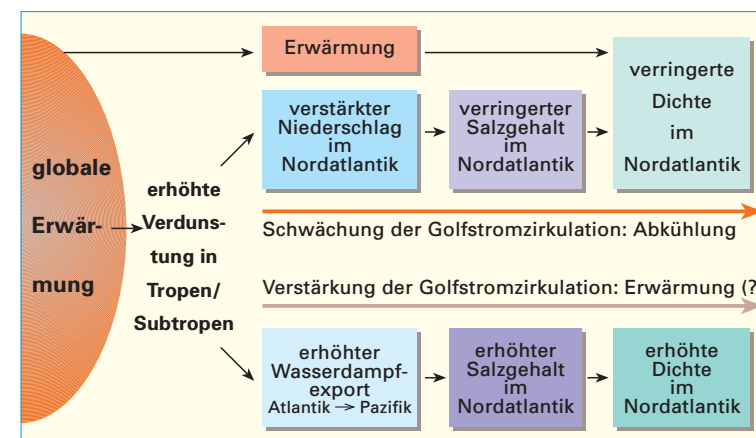
### M 3.8 Das weltweite ozeanische Zirkulationsmuster (Marines Förderband)

Nach W. J. Schmitz: *On the Interbasin-scale Thermohaline Circulation*. In: *Review of Geophysics*, 33, 2 1995, S. 166, ergänzt, und MPI/DKRZ (Max-Planck-Institut für Meteorologie/Deutsches Klimarechenzentrum) aus U. Cubasch/D. Kasang: *Anthropogener Klimawandel*. Gotha: Perthes 2000, S. 76



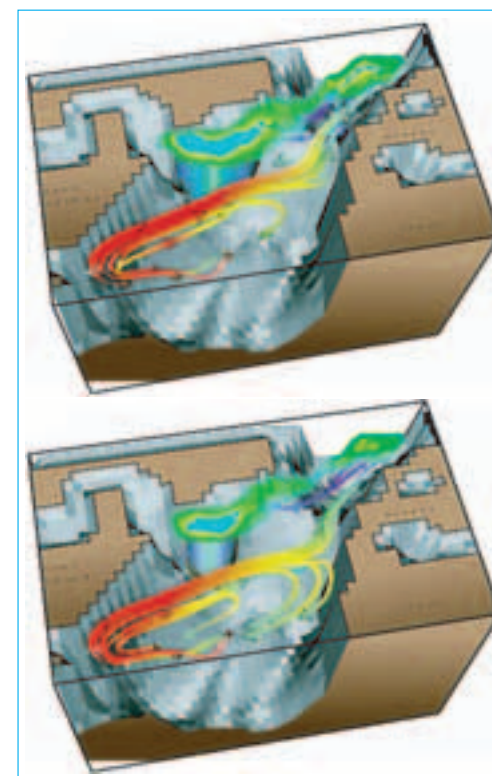
### M 3.9 Zusammenhang zwischen Treibhauseffekt und thermohaliner Zirkulation

Nach MPI/DKRZ aus U. Cubasch/D. Kasang: *ebenda*, S. 84



### M 3.10 Tiefenkonvektion und Golfstrom – oben: Golfstromzirkulation heute mit Absinkzonen (hellblau) unten: ihre mögliche Schwächung durch den anthropogenen Treibhauseffekt

Nach MPI/DKRZ aus U. Cubasch/D. Kasang: *ebenda*, S. 80



vektionsströmung ist wiederum dafür verantwortlich, dass warmes Wasser aus den Tropen mit dem Golfstrom in höhere Breiten nachfließt. Der Golfstrom ist damit ein wesentlicher Bestandteil der *thermohalinen Zirkulation*, die sich als das „große marine Förderband“ (M 3.8) durch alle Ozeane zieht.

Der Atlantik hat durch seine riesige Nord-Süd-Ausdehnung die stärkste Meridionalzirkulation aller Ozeane. Gegenüber seinen übrigen Ozeanregionen nimmt der nördliche Atlantik eine Schlüsselposition ein, da sich hier die wichtigsten Antriebsquellen für den globalen Meerwasserkreislauf befinden. Sollten Veränderungen in der Atmosphäre zu einer Zunahme der Niederschläge und damit zu einer Reduzierung des Salzgehaltes führen, würde das Absinken des Oberflächenwassers und damit der Transport warmen Wassers aus den Tropen in die höheren Breiten abgeschwächt (M 3.9 und M 3.10). Damit sei die daraus folgende Klimaveränderung in Nordeuropa angedeutet, die in Prognosen einer neuen Eiszeit ihre Zuspitzung findet. Dies weist auf die empfindliche Feinabstimmung dieses Zirkulationssystems hin.

3.3 Erläutern Sie unter Zuhilfenahme einer Klimakarte in Ihrem Atlas die Zusammenhänge zwischen ausgewählten Bereichen des globalen marinen Förderbandes und klimatischen Bedingungen in unterschiedlichen Regionen (z.B. Vergleich Nordeuropa / Nordkanada, Westküsten-/ Ostküstenklimate).

3.4 Nennen Sie Konsequenzen einer Abschwächung des Golfstromes für Mitteleuropa. Erörtern Sie mögliche Veränderungen, die sich aus seinem Ausbleiben für das Klima der Nordhalbkugel ergäben.

## Wasser und Luft im globalen Zusammenhang

### M 3.11 ENSO-El Niño/Southern Oscillation im äquatorialen Pazifik

L. Lippsett: *El Niño und seine Verwandten*. In: *Spektrum der Wissenschaft, Dossier*, 1/2002, S. 20–21. Heidelberg: Spektrum der Wissenschaft Verlagsgesellschaft 2002

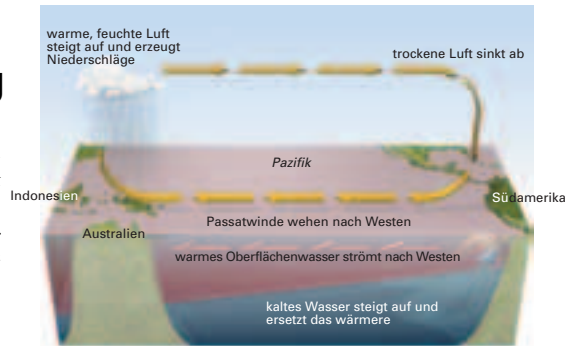
### ENSO – Klimaschaukel im Pazifik

Die regelmäßig wiederkehrenden Wassertemperaturschwankungen im Pazifik, *El Niño* und *La Niña* und das atmosphärische Phänomen Southern Oscillation bewirken kurzfristig weltweite Klimaänderungen. Diese durch Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre hervorgerufene Klimaerscheinung wird als *ENSO-Phänomen* bezeichnet.

#### Die Zirkulationsverhältnisse im Pazifik (M 3.11)

Unter *El Niño* versteht man die im Mittel alle vier Jahre besonders ausgeprägten und jeweils etwa ein Jahr andauernden außergewöhnlichen Erhöhungen der Meeresoberflächentemperatur vor der Küste Perus und Ecuadors. Sie beginnen um die Weihnachtszeit (*El Niño* = span.: „das Christkind“). Diese Wassertemperaturerhöhungen stehen im Wechsel mit Phasen besonders starker Abkühlung des Oberflächenwassers vor der Westküste Südamerikas, die man als *La Niña* bezeichnet. Besonders stark erwärmt sich das Oberflächenwasser während der *El Niños* 1982/83 und 1997/98.

Normalerweise herrscht im Pazifik ein markantes Temperaturgefälle längs des Äquators. Vor der südamerikanischen Westküste entwickelt sich aus dem Humboldtstrom der Süd-Äquatorialstrom, der aus höheren südlichen Breiten kaltes Wasser mitführt, zunächst küstenparallel strömt und dann unter dem Einfluss des Südost-Passats nach Westen abdriftet. Diese Westdrift bewirkt, dass vor der Küste Perus aus der Tiefe kaltes Auftriebswasser nachströmt, das aufgrund seines hohen Nährstoffgehalts für den Fischreichtum der peruanischen Küstengewässer verantwortlich ist. Das nach Westen geschobene Oberflächenwasser erwärmt sich zunehmend und die Luft darüber



Normalzustand der Zirkulation

nimmt durch Verdunstung Feuchtigkeit auf. Während der Ostpazifik mit Temperaturen unter 20°C relativ kalt ist, misst man im Westpazifik recht hohe Temperaturen bis zu 30°C. Diese Differenz spiegelt sich in den Klimadaten beiderseits des Pazifiks wider.

→ Der Hamburger Klimaforscher M. Latif beschreibt diese Verhältnisse wie folgt:

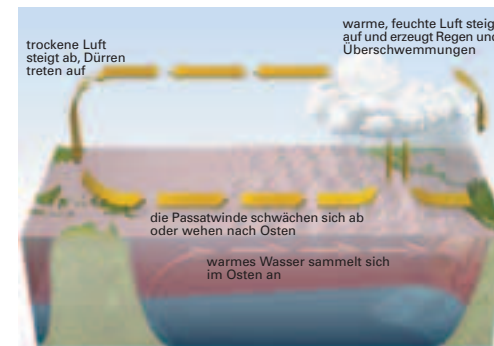
„Im Westen steigt die Luft über dem sehr warmen Wasser auf, was starke Wolkenbildung und ergiebige Niederschläge auslöst – denen die tropischen Regenwälder Indonesiens ihre Existenz verdanken. Auf der anderen Seite, über dem kalten östlichen Pazifik, sinken großräumig Luftmassen ab und schaffen trockene Bedingungen – Voraussetzung für die küstennahen Wüsten Südamerikas.“

Die charakteristische Temperaturverteilung im äquatorialen Pazifik unterliegt jedoch starken Schwankungen. Latif äußert sich auch dazu:

„Während *El-Niño*-Episoden erwärmt sich der Ostpazifik, und dadurch wird das übliche Temperaturgefälle weitgehend aufgehoben. Das hat zur Folge, dass sich das Regengebiet vom Westen zum Osten verlagert – und dass über Südamerika heftiger Regen niedergeht, während Indonesien unter Dürre leidet.“

Im Gegensatz dazu verschärft sich unter *La-Niña*-Bedingungen der Temperaturkontrast längs des Äquators, und es bildet sich eine weit nach Westen reichende Kaltwasserzunge aus: Das bedeutet erhöhte Niederschläge über dem westlichen Pazifik und Teilen Südostasiens, für das westliche Südamerika hingegen ungewöhnlich trockene Verhältnisse.“

M. Latif: *El Niño's kalte Schwester*. *MPG-Spiegel* 3/98

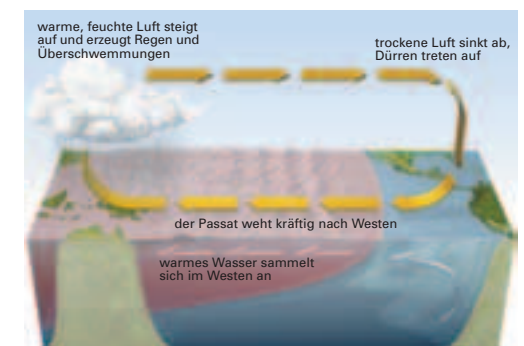


El Niño

#### Die südliche Oszillation – eine Atmosphärische Schaukel

Der Ozean reagiert stark auf die atmosphärischen Windverhältnisse, d. h. auf die Passate, die wiederum durch die Luftdruckunterschiede zwischen Ost- und Westpazifik angetrieben werden. Entscheidend ist dabei der Druckunterschied zwischen dem Hochdruckgebiet im südöstlichen Pazifik (Station Tahiti) und dem asiatisch-australischen Tiefdrucksystem (Station Djakarta). Dieser Druckunterschied unterliegt charakteristischen Schwankungen, die als Südliche Oszillation bezeichnet werden. Eine Abschwächung des Druckunterschieds zwischen Tahiti und Djakarta hat eine Abschwächung des Südostpassats sowie der *Walker-Zirkulation*, der quer zur *Hadley-Zelle* (vgl. M 2.14) liegenden atmosphärischen Zirkulationszelle längs des Äquators, zur Folge. Diese Erscheinung wiederum resultiert aus einem reduzierten Auftrieb von kaltem Wasser vor der peruanischen Küste. Dadurch erwärmt sich der Ostpazifik, was zu einer weiteren Reduzierung des Druckunterschieds zwischen dem Hoch- und Tiefdrucksystem führt. Der Luftdruck über dem östlichen Pazifik verringert sich durch die Erwärmung. Es tritt eine weitere Abschwächung der Passatwinde ein. Dieser Rückkopplungsprozess wird soweit vorangetrieben und damit das *El-Niño*-Phänomen solange verstärkt, bis es zu einem Umkippen dieses Prozesses kommt und eine *La-Niña*-Phase beginnt.

Das derzeitige Verständnis des *El-Niño*-Mechanismus macht eine Vorhersage dieses Ereignisses für beschränkte Zeit möglich, was für die von den Folgen betroffenen Regionen von großer praktischer Bedeutung ist.



La Niña

3.5 Vergleichen Sie die in M 3.11 dargestellten Prozesse und definieren Sie anhand dieser Informationen den „Normalzustand“ dieses Klimasystems.

3.6 Erklären Sie mögliche unterschiedliche regionale Auswirkungen von *El Niño* und *La Niña*.

M 3.12 Folgen von *El Niño* an der Küste Perus: Die Kaltwasser liebenden Sardellenschwärme bleiben wegen der Wassererwärmung aus ...



... und Fischer verlieren ihre Existenz

